

福井県丹生山地における河川系の変遷(予報)

Preliminary report of the change of river systems in the Niu mountains,
Fukui Prefecture, central Japan

岡島尚司*・山本博文**
(福井大学教育学部)

要旨 福井県丹生山地中部から南条山地北部にかけて広く分布する河岸段丘を堆積物の特徴、段丘面の形態からD1段丘、D2段丘、D3段丘の三つに区分した。また各段丘の分布から氾濫原を復元し、さらには段丘堆積物の特徴、礫のインプリケーションから古流向を求め、古河川系を復元した。その結果、D1段丘形成期には北ないし北西に流れる古河川系が、D2段丘形成期には北ないし北西に流れる河川が下流部で向きを東に変え、福武低地に出る古河川系が復元された。すなわち、河川系は甲楽城断層の活動を反映してD1段丘形成期の西ないし北流する河川から現在の東流する河川に徐々に移り変わってきたことが明らかになった。

1. はじめに

若狭湾は日本海側では数少ない湾入の一つである。湾岸の海岸地形は東縁部の越前海岸では海成段丘の発達する直線的な海岸線、南側湾奥部では典型的なリアス式海岸と大きく異なっている。このような地形的特徴の違いは若狭湾東縁部に位置する甲楽城断層により東側が隆起した(活断層研究会編, 1991)ためと考えられる。また甲楽城断層は、敦賀湾—伊勢湾構造線(桑原, 1968)の北端部を構成する断層であり、Kanaori et al. (1993)らの提唱する中部マイクロプレートとアムールプレートとの境界となる断層でもある。以上の点から、甲楽城断層の活動史の解明は若狭湾周辺地域の地形発達史を解明するばかりでなく、西南日本の第四紀構造運動や地震活動を考える上でも重要である。そこで甲楽城断層の活動史を明らかにするために、甲楽城断層東側の丹生山地に発達する河岸段丘の調査を行った。

丹生山地中部から南条山地北部にかけて広く分布する河岸段丘は、現在の河川系がつくる氾濫原とは明らかに異なる分布をしている。また谷中分水界や不適合河川など、河川系の変化を示す地形も数多く認められる。福井県(1971)は本地域の段丘堆積物中に現在の河川系では運搬され得ないチャート礫が分布することから、過去において河川系の変化があったことを示唆した。さらに小村(1982)は本地域南部の段丘分布および段丘堆積物に含まれる礫種やその形状、分布から北流する河川および西流してこれに合流する支流からなる古河川系を復元した。しかし、これ以前の河川系の変化について報告したものはなく、また丹生山地中部域については古河川系の解析は全くなされていない。そこで丹生山地中部から南条山地北部にかけての地域において、空中写真の解析および段丘堆積物の調査を行い、段丘の分布および古河川系の変遷を明らかにした。その結果、本地域においては北流ないし西

(キーワード：丹生山地，河岸段丘，古河川系，テフラ，傾動運動)

* Takashi Okajima
Faculty of Education, Fukui University
(Present address, Sanwakon Co., Fukui, Japan)

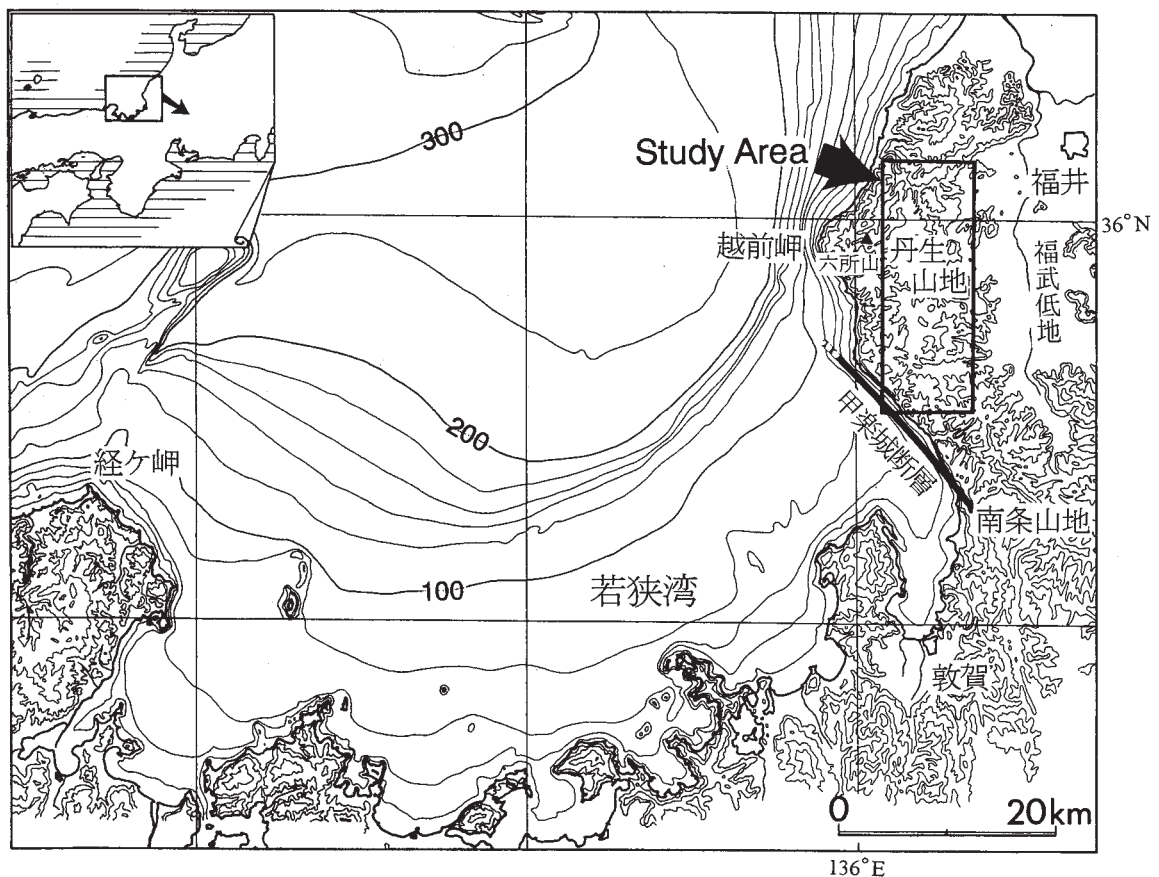
**Hirofumi Yamamoto
Faculty of Education, Fukui University

流して日本海に注ぐ河川系から次第に東流する河川系へと変化していったことが明らかになったのでここに報告する。

2. 地形地質概略

丹生山地は西を日本海、東を福武低地に挟まれた南北に伸びる標高200～600mのかなり起伏に富んだ山地である(第1図)。丹生山地の南側は南条山地北部に連なり、その境界は地形的には不明瞭である。丹生山地はその最高峰である六所山(698m)をはじめとする標高600m前後の山体が山地西側に位置し、分水嶺を形成している。分水嶺の東側は福武低地に向かい山地高度が徐々に低下しているのに対し、西側、すなわち越前海岸側はこれとは対照的に急斜面となっている(塚野, 1969; 福井県, 1982など)。丹生山地中南部にはいくつかの小盆地および。これらを複雑な経路で結び東側の福武低地へ流れ出す吉野瀬川, 和田川, 天王川, 越知川, 志津川などの河川が分布する(第2図)。またこれらの小盆地には河岸段丘が発達している。

丹生山地では、第四系の基盤として花崗岩類、流紋岩類および新第三系が、南条山地北部では美濃帯中・古生層およびこれを覆う中新世の流紋岩、安山岩が分布する。南条山地北部に分布する美濃帯中・古生層は層状チャート、珪質頁岩、緑色岩および砂岩の小岩体を泥質基質中に含むジュラ紀のオリストストロームからなり(服部・吉村, 1982)、西部では中新世の流紋岩および安山岩により覆われている(福井県, 1982)。一方、丹生山地南部には白亜紀流紋岩および花崗岩、南東部には船津型花崗岩が分布する(福井県, 1982)。丹生山地中北部には中新世の糸生累層火山岩類および国見累層堆積岩類が分布する(福井県, 1971, 1982)。これらの先第四系を覆い、河岸段丘を構成する第四紀の未固結堆積物が丹生山地中部から南条山地北部にかけての小盆地を中心に分布する。



第1図 若狭湾周辺の地形。等高線は200m間隔

3. 段丘区分およびその分布

本地域に分布する河岸段丘を段丘面の連続性、堆積物の特徴、開析状態の違いからD1段丘、D2段丘、D3段丘の3つに区分した(第2図)。D1段丘は段丘面の開析が進んだ高位の段丘であり、もっとも広範囲に分布する。D2段丘は開析があまり進んでおらず、平坦な段丘面が広く認められる中位の段丘であり、特に勝蓮花^{しょうれんげ}、小曾原、織田、山内、平尾付近を中心に広く分布する。D3段丘はD2段丘より低位に位置する段丘であり、江波、上戸、金谷など、現河川に沿って小規模に分布する。D1、D2、D3段丘はそれぞれ福井県(1982)の高位段丘、中位段丘、低位段丘にほぼ対応するが、福井県が高位段丘とした緩傾斜地の一部を中位段丘形成後に段丘上に形成された旧扇状地面とし、また段丘として認識されていなかった丘陵状の地形の多くを段丘堆積物の分布からD1段丘とした。さらに沖積面とされていた地域の一部をD2段丘面との対比からD2段丘とした。一方、小村(1982)の区分した第1段丘はD1段丘に、第2段丘はD1段丘、D2段丘および旧扇状地に、第3段丘はD2段丘に、第4段丘はD3段丘に対応するが、小村が基盤岩類としている丘陵地のうち、段丘堆積物が確認された地点はD1段丘とした。以下、それぞれの段丘について説明する。

3-1. D1段丘

D1段丘は南部の菅^{ぐみはら}から北部の宿堂付近まで南北に断続的に連なり、またその東側の清水畑、笹谷、金谷、桜谷、茱原、榎津東付近にも分布する。D1段丘は他の段丘に比べてかなり開析が進んでおり、段丘面はほとんど残っていない。段丘高度は南部の菖蒲谷^{しょうぶたに}付近で220~230m、曾原^{しろうばたに}付近で170~190m、織田^{しゅうだ}付近で160~170m、細野^{しゅうの}付近で140~160m、宿堂^{しゆくどう}付近で200~230mである。東側では、桜谷付近で110~120m、茱原付近で80~100m、金谷西方で50~60mと東に低くなる。

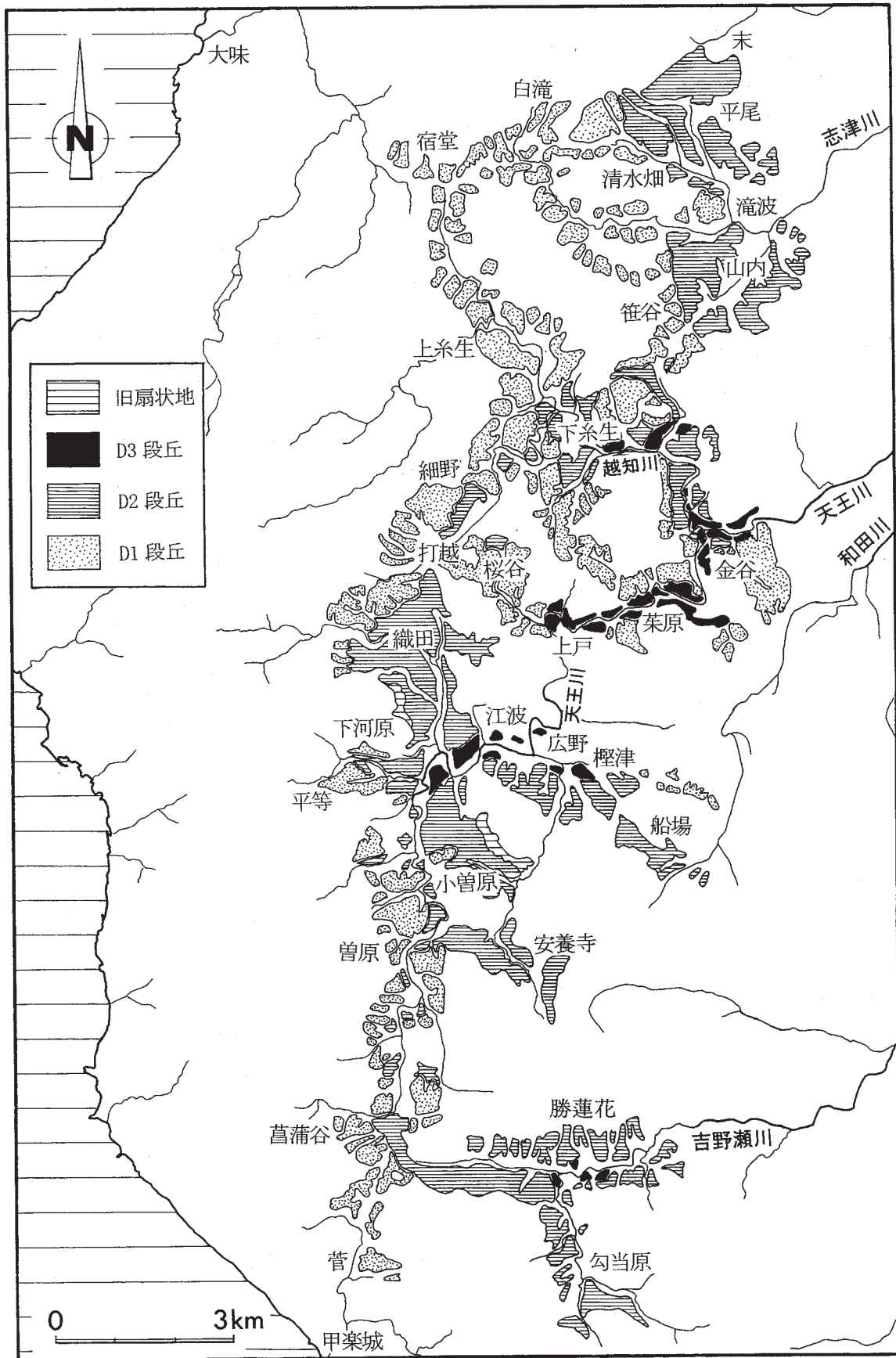
D1段丘堆積物は一般に礫層、砂層、シルト層から構成されている。菖蒲谷周辺では礫層を主とする段丘堆積物が認められる。礫は主にチャート、凝灰岩、砂岩、安山岩、流紋岩の円礫~亜円礫を主体とし、チャートの角礫、径30cmを超えるチャート亜円礫も認められる。織田から宿堂にかけては、礫層、砂層、シルト層から構成され、礫は主にチャート、凝灰岩、安山岩、流紋岩、砂岩の円礫~亜角礫を主としている。チャート礫は上糸生以南においては露頭で確認されており、また宿堂においても福井県(1971)がチャート礫の分布を記載している。東側の桜谷から金谷にかけては礫層、砂層、シルト層から構成され、礫は主にチャート、流紋岩、安山岩、砂岩の円礫~亜角礫である。また滝波西方では流紋岩、安山岩、凝灰岩の角礫~亜角礫からなる礫層、江波東方では安山岩、流紋岩の亜円礫からなる礫層が認められる。

以上のようにD1段丘堆積物は主に礫層から構成され、中北部では砂層、シルト層を多く挟むようになる。礫は主にチャート、安山岩、凝灰岩、流紋岩、砂岩の円礫~亜円礫からなるが、江波東や滝波~白滝付近ではチャート礫は認められず、凝灰岩、安山岩、流紋岩の角礫~亜角礫を主としている。

3-2. D2段丘

D2段丘は勾当原、勝蓮花、安養寺から織田、下糸生、山内、平尾付近を中心に分布する。段丘面はD1段丘に比べて開析が少なく平坦面がよく残されている。段丘高度は、勝蓮花付近で150~170mと最も高く、小曾原から打越付近で120~130m、江波から船場付近で100~120m、下糸生から金谷付近で50~70m、山内付近で50~60m、末付近で80~90mである。

D2段丘堆積物は礫層を主とし、砂層、シルト層を挟んでいる。勝蓮花ではチャート、流紋岩、砂岩の径5~10cmの角礫~亜角礫からなる礫層が、菖蒲谷北では径5~10cmのチャート、流紋岩、花崗岩の亜角礫~亜円礫、および径10cm以上のチャートの円~亜円礫からなる礫層が認められる。下河原付近では花崗岩、流紋岩、チャート、安山岩の径10~20cmの亜円礫~亜角礫からなる礫層からなり、上部では砂層、シルト層を挟むようになる。金谷北では径5~15cmの花崗岩、チャート、流紋岩の円礫~亜円礫からなる礫層が認められる。船場東では径10~20cmの流紋岩、花崗岩、安山岩の亜角礫~亜円礫



第2図 丹生山地中部から南条山地北部にかけての河岸段丘分布

からなる礫層、および砂層から構成されており、チャート礫は認められない。山内ではシルト層が、平尾では安山岩、凝灰岩、流紋岩の亜円礫からなる礫層および砂層が認められる。

以上のようにD2段丘堆積物は一般にチャート、花崗岩、流紋岩、安山岩の円礫～亜円礫からなる礫層、砂層、シルト層から構成されているが、勝蓮花付近ではチャート、砂岩、流紋岩のなどの角礫～亜角礫、小曾原東、江波～船場では流紋岩、安山岩の角礫～亜角礫からなる礫層が認められる。また山内周辺ではシルト層が卓越し、泥炭層を挟んでいる。

3-3. D3段丘

D3段丘は勝蓮花、江波、茱原、下糸生～金谷付近の現河川に沿ってのみ分布する規模の小さな段丘である。各段丘は連続しておらず、同一段丘であるかどうかははっきりしないが、ここではD2段丘より低位の段丘をまとめてD3段丘とした。段丘高度は勝蓮花付近で120～130m、江波付近で90～100m、茱原付近で約40mである。

D3段丘堆積物は、広野では砂層および礫層、小曾原南ではチャート、花崗岩礫を含む礫層から構成されている。

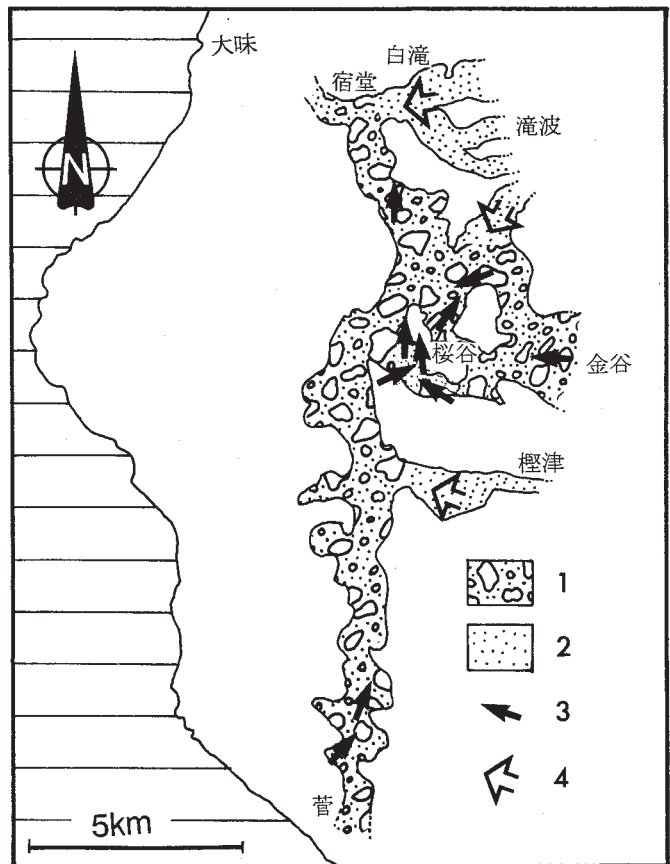
3-4. 段丘形成時期

本地域に分布する段丘の形成時期を、段丘堆積物中に挟まれる、またはこれを覆うテフラから推定した。本地域からは始良Tn火山灰層(AT)および大山倉吉軽石層(DKP)が見出されている(中川ほか,1995)。DKPは下河原東および山内において、段丘堆積物直上のD2段丘表土中から、広野においてはD3段丘堆積物中から見出された。またATは下河原のD2段丘上に重なる旧扇状地堆積物中よりDKPとともに産出した。以上のテフラの産状から、D2段丘の離水年代はDKP噴出直前、D3段丘の離水年代はDKP噴出以降となる。ATの噴出年代は¹⁴C放射年代測定から約2.5万年前(松本ほか,1987;村山ほか,1993)、DKP噴出年代は、関東地方のテフラ層との関連から約5万年前(竹本,1991)である。なおD1段丘については年代決定に有効なテフラは見出せなかったが、段丘面は開析されほとんど残っていないこと、D2段丘やD3段丘より高位の段丘であることから、中期更新世の可能性が高い。

4. 古河川系の復元

区分した河岸段丘の分布から古氾濫原を復元し、古流向から古河川系を明らかにした。

古氾濫原の復元は、浸食され断続的になった段丘分布をつなぐことにより行った。下位の段丘形成時の浸食により上位の段丘分布域が不明瞭になっているところでは、下位の氾濫原は上位の段丘の未



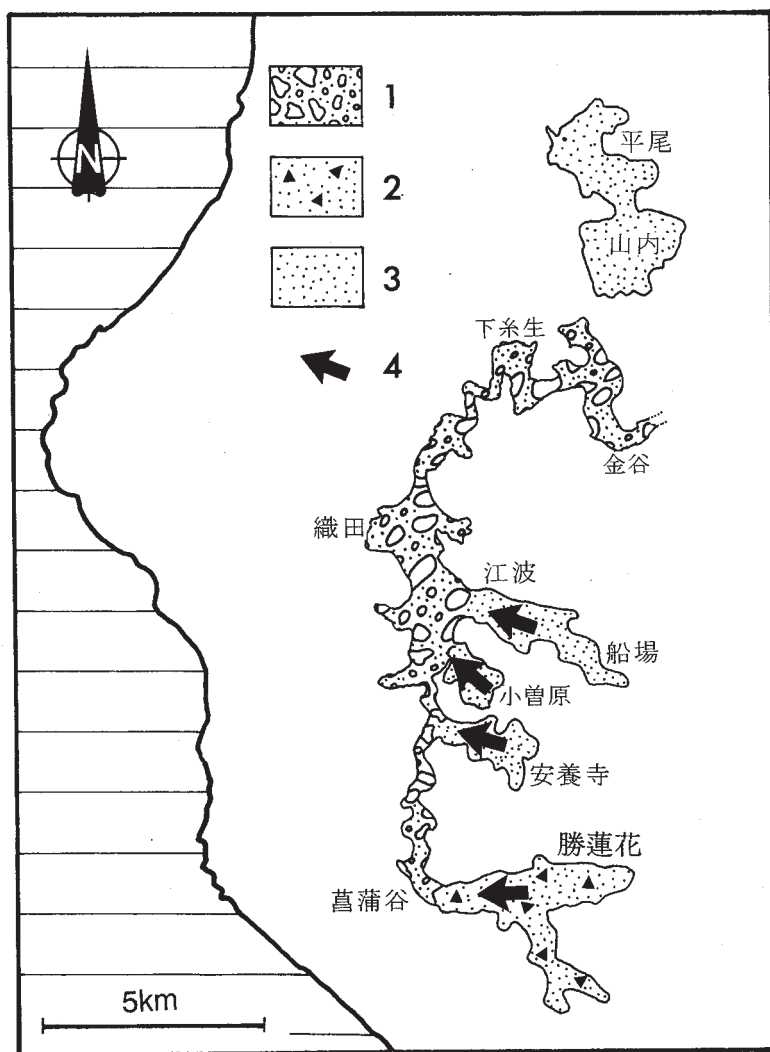
1：チャート礫を含む段丘堆積物分布域、2：チャート礫を含まない段丘堆積物分布域、3：礫のインプリケーションから求められた古流向、4：チャート礫の分布から推定された古流向

第3図 D1段丘形成期の古氾濫原および古流向

固結堆積物を浸食し形成されたとして氾濫原の分布を推定した。D1段丘形成期においては、菅から宿堂にかけてほぼ南北に連なる氾濫原、およびその東側にのびる氾濫原が復元された(第3図)。D2段丘形成期においては、勝蓮花から菖蒲谷、織田、下糸生、金谷と連なる氾濫原、その東側の船場、小曽原、安養寺付近の南東方向に伸びる氾濫原、および山内、平尾付近の独立した湖沼が復元された(第4図)。なお、D3段丘形成期の氾濫原の復元についてはその分布が断片的であり、行わなかった。

古流向の推定は礫のインプリケーションの測定およびチャート礫の分布から行った。礫のインプリケーションの測定は、碎屑性堆積物研究会(1983)の測定方法に従い偏平な礫の向きを測定し、もっとも値の集中する方向を古流向とした。チャート礫分布による古流向の推定では、チャート礫をその大きさ、形状から2種類、すなわち赤色、緑色を呈する径10cm以下の偏平な角礫～亜角礫チャート(チャート礫A)と白色を呈する径10cm～40cmの円礫～亜円礫チャート(チャート礫B)に区分し、上流側に分布する礫は下流側にも分布するとして上流、下流を推定した。

D1段丘では、礫のインプリケーションからは10地点で古流向を示すデータが得られた(第3図)。これらのデータから、菅から宿堂にかけての南北に伸びる氾濫原では北向きの河川が復元できる。また上流部にあたる菅においても円磨度の良いチャート礫が分布しており、またチャート表面には衝突痕が多数認められることから、河川上流部はさらに南にのびていたと推定できる(小西, 1994)。金谷、桜谷付近では礫のインプリケーションより金谷付近から西ないし北西に流れ、菅から北流する河川に合流する河川が復元できる。また円磨度のよいチャート礫が認められること、チャートから産出する放散虫化石の対比からチャート礫の供給源は南条山地と推定されること(梅田, 1994)から、金谷以東にチャート礫を運搬する河川上流部あったと推定される。これに対し檜津付近、滝波～白滝付近ではチャート礫が認められないこと、チャート礫の分布する菅～宿堂の古氾濫原に連続することから、西向きの河川が推定できる。以上のようにD1段丘形成期においては、2つの主要な河川、すなわち菅以南から北流する河川および金谷以東から西ないし北西に流れる河川があり、打越～下糸生付近で合流し宿堂へと流れていたと推定される(第5-A図)。その下流部は地形からすると大味を通り、日本海に達していたと考えられるが、これについてはさらに検討が必



1: チャート礫A, Bを含む段丘堆積物分布域, 2: チャート礫Aを含む段丘堆積物分布域, 3: チャート礫を含まない段丘堆積物分布域, 4: チャート礫の分布から推定された古流向

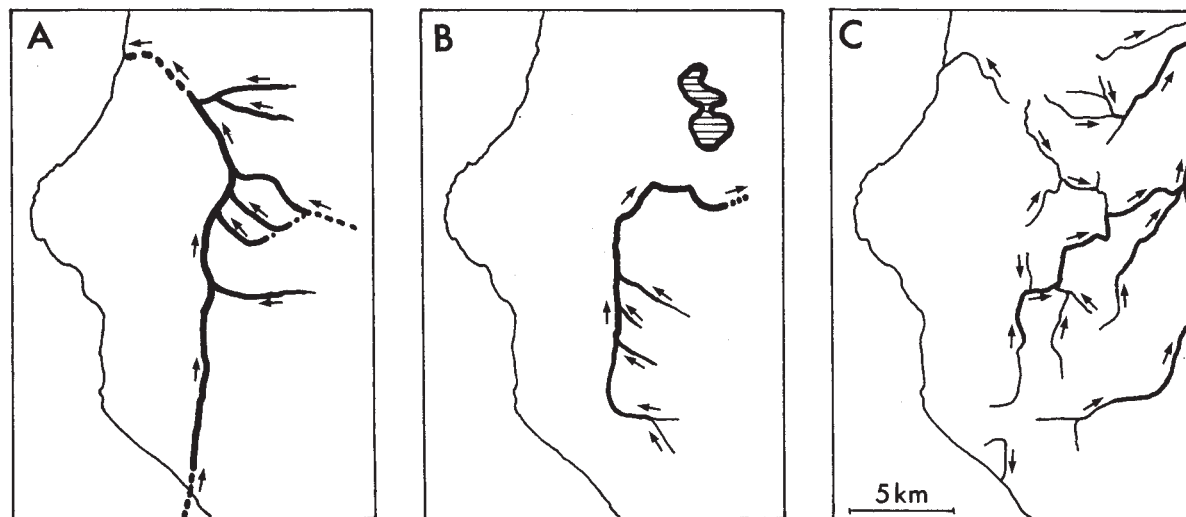
第4図 D2段丘形成期の古氾濫原および古流向

要である。

D2段丘では、チャート礫の分布から古流向を求めた。本地域は堆積物中にチャート礫A, Bが含まれる地域、チャート礫Aのみが含まれる地域、チャート礫が含まれない地域の3つに区分できる(第4図)。勝蓮花付近ではチャート礫Aのみが分布するのに対し、これに連続する菖蒲谷以北の氾濫原にはチャート礫A, Bが共存しており、河川は勝蓮花から菖蒲谷方向、すなわち西流していたことになる。なお、菖蒲谷以北に分布するチャート礫BはD2段丘がD1段丘を侵食し形成していることから、D1段丘堆積物の洗い出しによるものと考えられる。小曾原、江波～船場ではチャート礫が認められず、よって河川は北西流して、菖蒲谷付近より北流する河川に合流していた。また安養寺付近についてはチャート礫の分布は不明であるが、地形的に東への古流向は考えられず、西流していたと考えられる。以上のことから、勝蓮花付近を西流した河川は菖蒲谷付近で北に向きを変え、織田、下糸生を通り、金谷付近から東へ流れ出していた。また小曾原、江波～船場、安養寺付近の小河川は西流してこれに合流していたと推定される。これに対し山内、平尾付近の氾濫原は上記氾濫原とは地形的に連続しておらず、周囲を山地や急崖で囲まれていること、泥質堆積物や泥炭層が広く分布することから湖沼を形成していたと考えられる(第5-B図)。

D3段丘では、段丘分布が狭くかつ断片的であり、また露頭も少ないため古氾濫原の復元および古流向の推定は困難である。しかしその分布は現河川系に沿って分布していることから、D3段丘形成期には現在の河川系(第5-C図)に近いものであったと推定される。

以上のように本地域においてはD1段丘形成期、D2段丘形成期の古河川系と現在の河川系は明らかに異なるものであった。すなわち昔以南から北流し幾つかの西流する河川と合流して日本海に流れ込むD1段丘形成期の河川系から、D2段丘形成期には勝蓮花付近を西流、菖蒲谷からは北流し、下糸生付近から東へ流れ出る河川系、さらには現在の主に東流する河川系へと変化した。全体として北ないし西流する河川系から東流する河川系へと大きく変化してきたことになる。このような河川系の変化は丹生山地の東への傾動と関連すると思われるが、これについては本地域に認められる活断層の報告とともに公表する予定である。



A : D1段丘形成期の古河川系, B : D2段丘形成期の古河川系 (横線の地域は旧湖沼を示す), C : 現在の河川系

第5図 復元された古河川系および現河川系

5. まとめ

1. 福井県丹生山地中部から南条山地北部にかけて分布する河岸段丘をD1段丘, D2段丘, D3段丘に区分した。
2. 段丘堆積物中に挟まれる, またはこれを覆うテフラからD2段丘は5万年前以前, D3段丘は5万年前以降に離水した。
3. 段丘分布, チャート礫の分布, 礫のインブリケーションから, 現在の河川系とは異なるD1段丘形成期の菅以南から北流する河川および西流してこれに合流する河川系, およびD2段丘形成期の菖蒲谷付近から北流し, 下糸生付近から東流し福武低地にぬける河川系が復元された。

引用文献

- 福井県, 1971. 土地分類基本調査—表層地質—「福井」5万分の1地質図及び同説明書. 20p.
- 福井県, 1982. 土地分類基本調査「鯖江・梅浦」5万分の1地質図及び同説明書. 53p.
- 服部 勇・吉村美由紀, 1982. 福井県南条山地における主要岩相分布と放散虫化石. 大阪微化石研究会誌特別号, 5, 103-116.
- Kanaori, Y., Kawakami, S. and Yairi, K., 1993. Space-time correlations between inland earthquakes in central Japan and great offshore earthquakes along the Nankai trough: Implication for destructive earthquake prediction. Eng. Geol., 33, 289-303.
- 活断層研究会編, 1991. 新編 日本の活断層. 437p, 東京大学出版会.
- 小村良二, 1982. 福井県丹生山地, 天王川上流域の水系変化—河岸段丘による検討—. 地質調査所月報, 33, 133-140.
- 小西多美, 1994. チャート礫の表面に残る衝突痕を用いた古環境復元の試み. 福井市自然史博物館研究報告, 41, 27-46.
- 桑原 徹, 1968. 濃尾盆地と傾動地塊運動. 第四紀研究, 7, 235-247.
- 町田 洋・新井房夫, 1976. 広域に分布する火山灰—始良Tn火山灰の発見とその意義. 科学, 46, 339-347.
- 町田 洋・新井房夫, 1979. 大山倉吉軽石層—分布の広域性と第四紀編年上の意義. 地学雑誌, 88, 313-330.
- 町田 洋・新井房夫, 1992. 火山灰アトラス (日本列島とその周辺). 276p, 東京大学出版会.
- 松本英二・前田保夫・竹村恵二・西田史朗, 1987. 始良Tn火山灰 (AT) の¹⁴C年代. 第四紀研究, 26, 79-83.
- 村山雅史・松本英二・中村俊夫・岡村 眞・安田尚登・平 朝彦, 1993. 四国沖ピストンコア試料を用いたAT火山灰噴出年代の再検討—タンデム加速器質量分析計による浮遊性有孔虫の¹⁴C年代—. 地質学雑誌, 99, 787-798.
- 中川登美雄・山本博文・新井房夫・岡島尚司, 1995. 福井県丹生山地の段丘堆積物から見いだされた始良Tn火山灰および大山倉吉軽石層とその意義. 第四紀研究, 34, 49-53.
- 碎屑性堆積物研究会, 1983. 堆積物の研究法 (礫岩・砂岩・泥岩). 377p, 地学団体研究会.
- 竹本弘幸, 1991. 大山倉吉軽石層とこれにまつわる諸問題. 駒澤地理, 27, 131-149.
- 塚野善藏, 1969. 福井県地質図および同説明書. 117p. 福井県.
- 梅田美由紀, 1994. 福井県丹生山地天王川沿いに発達する段丘堆積物中のチャート礫の起源. 福井市自然史博物館研究報告, 41, 11-26.